基于水化学和同位素评价马莲河下游地下水补给河水的时空变化①

王雨山[1]， 郭 媛[2]， 周殷竹[1]， 李 戍[1]， 王 茜[1]

（1 中国地质调查局水文地质环境地质调查中心，河北 保定 071051； 2 河北省地质工程勘查院，河北 保定 071000）

摘 要：准确评价地下水对河水的补给量是流域水资源量管理和合理利用的基础。在马莲河流域下游采集不同季节地表水和地下水样品75组，利用 Cl^-、电导率（*EC*）和D、^{18}O 同位素多方法联合评价，识别了地下水补给河水的位置、补给量及其季节变化。结果表明：马莲河水 *EC* 和 Cl^- 质量浓度沿着流向均呈降低趋势，δD 和 $\delta^{18}O$ 值沿流向减小。雨季 *EC* 和 Cl^- 质量浓度最低，δD 和 $\delta^{18}O$ 值最高。地下水各组分浓度均低于河水，时空变化不明显。地下水单宽排泄量存在时空变异，上段和下段为地下水强排泄区，中段地下水排泄较弱，不同季节地下水排泄量占总排泄量的72.20%～95.07%。雨季地下水单宽排泄量显著降低，河水中基流比例由雨季前期的68.89%降至29.43%。整体上，地下水补给河水季节变化明显，而空间变化规律较为稳定。研究成果有利于深入认识河水和地下水的相互作用机制，并为当地水资源利用提供基础依据。

关 键 词： 地下水补给河水；定量评价；时空变化；模型；马莲河

文章编号：

地下水补给河水是地表水和地下水相互作用关系的一种[1]，在干旱半干旱区普遍存在。由于地下水水质、水温相对稳定，其补给对河流水文系统和生态系统具有重要调节意义[2]。准确获取地下水补给河水的位置和补给量，是水资源调查评价的基础，也是流域水资源合理配置的前提[3]。由于水体的化学组分和同位素特征记录了水体形成、循环和演化的历史[4]成为定量评价地下水补给河水的有效手段，张兵等[5-8]学者以水化学和氢氧稳定同位素为示踪指标，分别研究了松花江、巴音河、海流图河、昭苏—特克斯盆地流域水循环特征和地表水与地下水转化关系。

然而，地表水和地下水相互作用受到多种复杂因素影响，单一方法评价结果存在较大的不确定性[9]，需要开展多方法联合示踪并相互验证以提高评价精度[10]。另外，已有研究多在单一时段评价，对地下水补给河水的动态变化关注较少。实际上，这种补排关系受水动力场控制，降雨导致的河水和地下水流场季节性变化必然会影响两者交换量[11]，分析地下水补给河水的季节变化有利于深入认识河水和地下水作用关系。

马莲河位于黄土高原腹地，是甘肃省庆阳市境内的主要地表水系，在当地水资源格局中具有重要地位。苏小四、侯广才等[12-13]学者在该地区的研究表明浅层地下水补给马莲河，但均以定性分析为主。本次工作在前人研究成果的基础上，综合利用水体 Cl^-、电导率（*EC*）和 ^{18}O 等指标，基于质量平衡原理定量评价了地下水补给河水的时空变化，旨在为水资源合理利用提供依据，并为同类研究提供参考。

1 研究区概况

马莲河发源于陕西省白于山一带，干流流经甘肃省庆阳市，于宁县汇入泾河。总长度375 km，流域面积 1.92×10^4 km^2，多年平均径流量 4.51×10^8 m^3，河流宽度5.3～48.1 m，从上游到下游逐渐增加。研究区为庆城县以南的流域下游，地处暖温带半湿润气候区，年平均降水量570 mm，水面蒸发量1 565 mm。地表多为黄土覆盖，地形切割强烈，地表

① 收稿日期：2019－05－12； 修订日期：2019－08－01
基金项目：国家自然科学基金项目（41502259）；中国地质调查局项目（DD20160288，DD20190333）资助
作者简介：王雨山（1984－），男，高级工程师，主要从事同位素水文地球化学研究. E-mail：cug_wys@sina.com

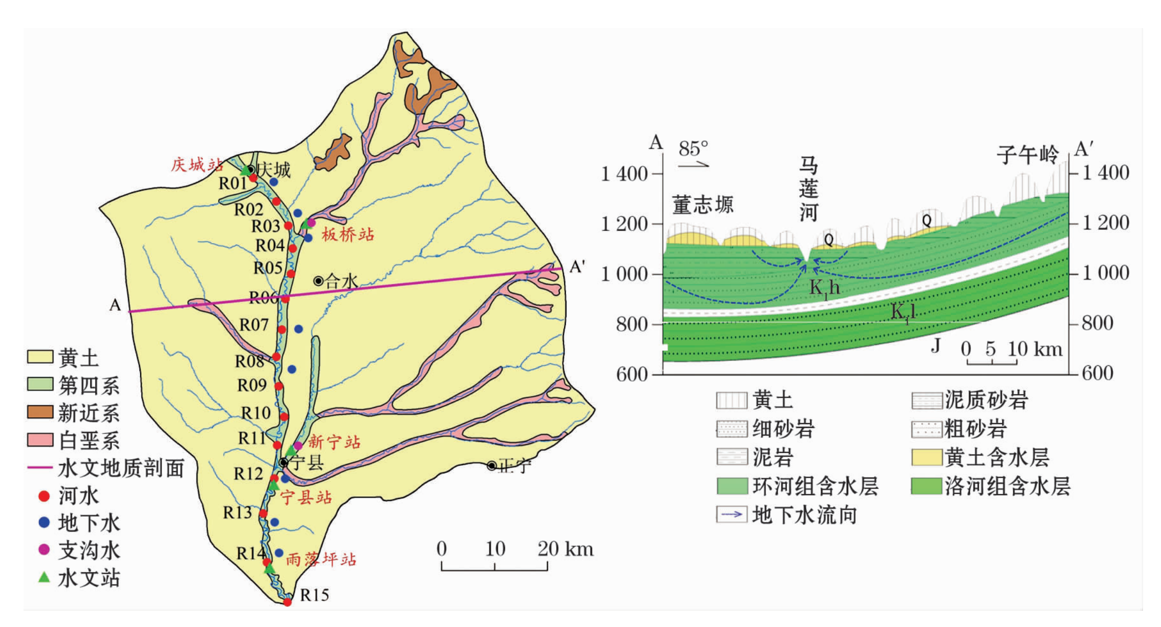


图 1　研究区取样点分布和水文地质剖面图

Fig. 1　Sampling locations and hydrogeological profile of the study area

水系发育,流量较大的支流包括合水川和九龙河。

研究区黄土地下水零星分布,仅在面积较大的黄土塬区具供水意义。第四系松散岩类孔隙水呈狭长状分布在河谷阶地,含水层厚度多小于 5 m,水量极为贫乏。白垩系地层沉积厚度巨大,陆相碎屑岩孔隙裂隙发育,赋存规模地下水,成为本区分布最广泛的含水岩组(图 1)。总体上,可将其分为上部环河组含水层(K_1h)和下部洛河组含水层(K_1l)。环河组含水介质为泥质砂岩和细砂岩,厚度约 300 m,地下水水位埋深从黄土塬区的 200 m 至河谷区的 5 m。受新构造运动的影响,马莲河持续下切,切割下伏的环河组含水层。地下水从两侧分水岭流向河谷,通过河床与河水产生水力联系。洛河组含水层含水介质为粗砂岩,属深循环地下水,交替缓慢。

2　研究方法

2.1　取样和测试

2016 年分别于雨季前(4 月中旬)、雨季(8 月中旬)和雨季后(11 月中旬),沿着马莲河下游庆城至入河口约 100 km 的河段采集河水、地下水和支沟水样品,用于测试 *EC*、Cl^- 和氢氧稳定同位素。河水取样点选择在易于取样的水文站和公路桥等位置,采样间距 5 ~ 10 km, 河水取自河流中部河床 0.3 m 以上部位。

沿岸采集地下水样品,采样位置尽量靠近河流以反映补给特征,受城镇分布格局影响,取样的地下水井均位于河流左岸。支沟水样品采自板桥水文站和新宁水文站,分别代表下游主要支沟合水川和九龙河。每一期次采集河水样品 15 组、地下水样品 8 组和支沟水样品 2 组,共计 3 个期次 75 组。每个时段采样时均避开降雨事件,并在 1 ~2 d 内完成。

EC 参数利用便携式多参数水质分析仪(HACH HQ40D)现场测试,Cl^-、^{18}O 和 D 测试由中国地质调查局水文地质环境地质调查中心实验室完成,其中 Cl^- 采用 ICS2000 型离子色谱仪测定(误差 $<2.0\%$),δD 和 $\delta^{18}O$ 采用波长扫描光强衰荡光谱技术测试,精度分别为 0.10‰和 0.03‰,分析结果采用 VSMOW 标准。马莲河干流上庆阳、宁县、雨落坪等水文站流量数据来自黄河水利委员会西峰水文水资源勘测局,支沟板桥、新宁水文站流量数据来自庆阳水文局。

2.2　模型

取样时段马莲河沿途工农业取水较少,予以忽略不计。对任一取样段,河水流量均衡要素包括上游来水、沿途地下水泄流、降雨产流、蒸发和支沟补给。其中,降雨产流较为复杂,由于本次研究中未开展相关工作,产流的计算参考已有研究成果。卢龙彬等[14]在黄土高原北部研究发现,径流系数主要受平均降雨强度影响,并存在如下统计学关系:

$$a = 0.047R^2 + 0.175R \qquad (1)$$

式中:*a* 为径流系数;*R* 为平均降雨强度〔mm · $(5\ \mathrm{min})^{-1}$〕。

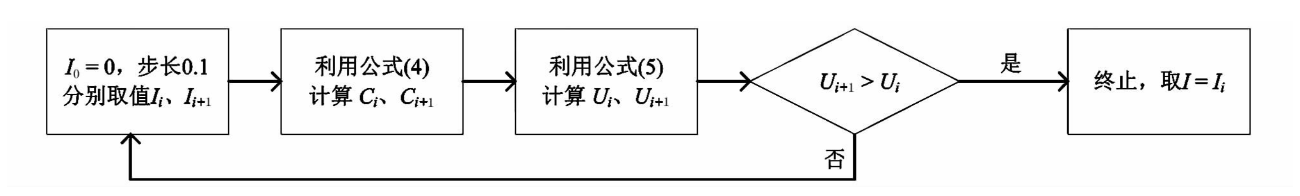


图 2　I 值计算流程图

Fig. 2　Flow chart for calculating the value of groundwater inflow rates

得出取样段降雨产流为：

$$Q_P = aPS \tag{2}$$

式中：Q_P 为降雨产流（$m^3 \cdot d^{-1}$）；P 为日降雨量（$mm \cdot d^{-1}$）；S 为取样段内扣除支沟流域面积后的产流面积（m^2）。

由此，任一取样段水量平衡方程如下：

$$Q_2 = Q_1 + I_x + Q_t + Q_P - EW_x \tag{3}$$

式中：Q_1、Q_2、Q_t 为取样区间起点、终点河流流量、支沟补给量（$m^3 \cdot d^{-1}$）；I 为地下水单宽排泄量（研究区地下水补给河水，$I>0$，$m^2 \cdot d^{-1}$）；x 为取样区间距离（m）；E 为河流蒸发强度（$m \cdot d^{-1}$）；W 为河流断面宽度（m）。

对河流中某一化学或同位素组分，假设在河水中混合均匀，若忽略沿途水岩作用及同位素分馏等因素影响，质量平衡方程如下：

$$Q_2 C_2 = Q_1 C_1 + I_x C_{gw} + Q_P C_P + Q_t C_t \tag{4}$$

式中：C_1、C_2、C_{gw}、C_P、C_t 为取样起点河水、终点河水、地下水、降雨和支沟水中某组分质量浓度。

根据公式(4)，对于每一取样区间，C_2 和 I 存在定量关系。利用 Cl^-、EC 和 ^{18}O 3 种指标，建立取样点河水各组分模拟值和实测值的误差函数，定义如下：

$$U(I) = \sum_{i=1}^{3}\left(\frac{C_i - C}{\delta_i}\right) \tag{5}$$

式中：$U(I)$ 为误差函数；C_i、C 为取样点某组分质量浓度模拟值和实测值（i 取 1、2、3，分别代表 3 种指标）；δ_i 为某组分质量浓度标准差，用于消除不同指标量纲影响。

对每一取样段，以河水 Cl^-、EC 和 ^{18}O 值为拟合目标，以地下水单宽排泄量 I 为拟合参数，利用公式(5)计算误差函数。设置 I 初始值为 0，步长为 0.1，运行模型直至误差函数最小（图 2），获取雨季前期、雨季和雨季后期 3 个时段地下水单宽排泄量的空间分布。

3　结果与分析

3.1　*EC* 和 Cl^- 的时空变化

为分析各组分质量浓度的空间差异，将马莲河下游分为 3 段，庆城县至合水县为上段，合水县至宁县为中段，宁县以下为下段。年内降雨分布和水文情势具有明显的季节变化，据宁县气象站和雨落坪水文站监测数据，1～5 月流域内降雨较少，马莲河流量相对稳定。6～9 月降雨增多，暴雨频发，马莲河流量明显增高。10～12 月，降雨量减少，河水流量逐渐降低并趋于稳定。

根据测试结果（表 1），2016 年马莲河水 *EC* 值 1 705.40～3 123.60 μs·cm^{-1}，Cl^- 质量浓度 387.20～707.42 mg·L^{-1}，远大于长江、黄河及珠江流域[15-17]。因为马莲河上游河水受高矿化度地下水补给[18]，具有较高的背景值。受此影响，下游河水 *EC* 值和 Cl^- 质量浓度也较高。各组分质量浓度季节变化明显（图 2），基本规律是雨季后期最高、雨季前期次之、雨季最低。4 月雨季前期河水 *EC* 值 1 753.20～2 869.36 μs·cm^{-1}，均值 2 329.41 μs·cm^{-1}，Cl^- 质量浓度 401.30～639.39 mg·L^{-1}，均值 485.23 mg·L^{-1}。至 8 月雨季，*EC* 值 1 705.40～2 642.00 μs·cm^{-1}，均值 2 244.47 μs·cm^{-1}，Cl^- 质量浓度 387.20～531.38 mg·L^{-1}，均值 469.29 mg·L^{-1}。可以看出，相对雨季前期，雨季河水 *EC* 值和 Cl^- 质量浓度均有所降低，这可以归结为雨季河水流量增高导致的稀释作用。到 11 月雨季后期，河水 *EC* 值和 Cl^- 质量浓度有所增加，均值分别为 2 444.87 μs·cm^{-1} 和 536.81 mg·L^{-1}，高出雨季前期。可能是因雨季后期随着降雨的减少，河水离子组分受到蒸发浓缩影响而增高。支沟水 *EC* 值 1 031.60～2 984.53 μs·cm^{-1}，Cl^- 质量浓度 412.30～599.26 mg·L^{-1}，同样是 8 月雨季最低。地下水 *EC* 值 409.58～1 696.84 μs·cm^{-1}，Cl^- 质量浓度 115.92～255.96 mg·L^{-1}，均低于河水，不同时段各取样点 *EC* 值和 Cl^- 质量浓度呈波动状，季

表 1 不同时段河水和地下水 *EC*、Cl^- 和氢氧同位素统计

Tab. 1 Average Cl^-, *EC* and hydrogen and oxygen isotopes of river water and groundwater during three periods

时段	组分	河水			地下水		
		最小值	最大值	均值	最小值	最大值	均值
4 月	*EC* /μs·cm^{-1}	1 753.20	2 869.36	2 329.41	410.90	1 696.84	836.33
	Cl^-/mg·L^{-1}	401.30	639.39	485.23	130.52	243.23	173.71
	$\delta^{18}O$ /‰	-9.96	-8.75	-9.37	-10.93	-9.26	-10.29
	δD /‰	-74.55	-66.97	-71.55	-80.80	-71.51	-76.04
8 月	*EC* /μs·cm^{-1}	1 705.40	2 642.00	2 244.47	409.58	1 654.30	820.21
	Cl^-/mg·L^{-1}	387.20	531.38	469.29	122.31	216.10	172.64
	$\delta^{18}O$ /‰	-7.45	-6.30	-6.83	-10.54	-9.11	-9.78
	δD /‰	-61.96	-54.88	-58.40	-78.91	-68.28	-72.66
11 月	*EC* /μs·cm^{-1}	1 806.12	3 123.60	2 444.87	415.23	1 692.00	841.04
	Cl^-/mg·L^{-1}	435.80	707.42	536.81	115.92	255.96	165.47
	$\delta^{18}O$ /‰	-10.41	-9.05	-9.78	-11.19	-10.54	-10.84
	δD /‰	-78.25	-68.85	-73.55	-79.80	-76.47	-78.11

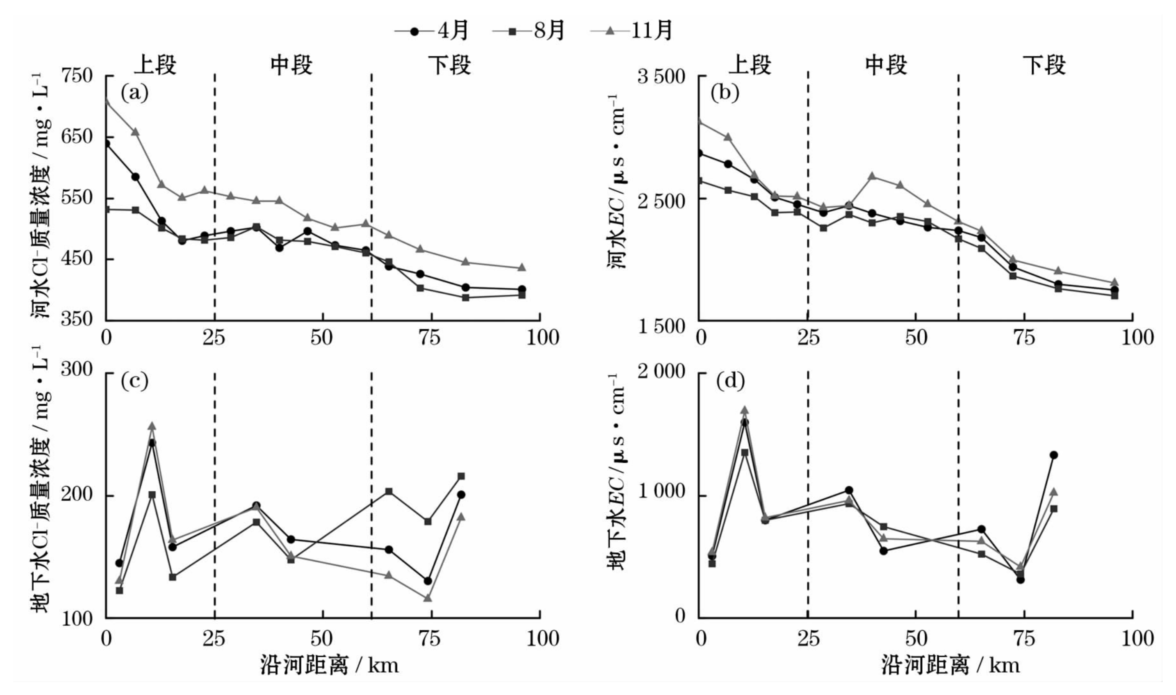


图 3 河水和地下水 Cl^- 质量浓度和电导率 *EC* 的时空变化

Fig. 3 Spatial and seasonal variations of Cl^- and *EC* in river water and groundwater

节变化不明显。

从图 3 可以看出,沿着河水流向,各取样时段河水 *EC* 值和 Cl^- 质量浓度除了在中段略有波动外,基本上呈降低趋势,地下水各组分无明显空间变化规律。一般来说,在以岩石风化或蒸发结晶作用为主的地区,沿着流向河水 *EC* 值和 Cl^- 质量浓度不断增加[19],而马莲河河水却显示出沿着流向降低的相反趋势。考虑到相对于河水流量,沿途支流补给较少,河水 *EC* 值和 Cl^- 质量浓度不断降低的原因应是沿途持续接受低 *EC* 和 Cl^- 质量浓度的地下水泄流补给。

3.2 氢氧同位素的时空变化

据测试结果(表 1),4 月河水 δD 和 $\delta^{18}O$ 值分别为 -74.55‰ ~ -66.97‰、-9.96‰ ~ -8.75‰,8 月分别为 -61.96‰ ~ -54.88‰、-7.45‰ ~ -6.30‰,11 月分别为 -78.25‰ ~ -68.85‰、-10.41‰ ~ -9.05‰。可以看出,河水氢氧稳定同位素特征具有显著的季节变化,δD 和 $\delta^{18}O$ 值在雨季明显增高,雨季后期降低,这和河水的补给来源及补给源水的氢氧同位素特征有关。雨季河水接受大量大气降雨补给,河水同位素特征主要受降雨同位素特征影响。研究区地处黄土高原南部,雨季水汽

主要来源于东部太平洋和六盘山局地水循环[20]，已有研究发现黄土高原地区大气降水同位素在夏季富集[21]。受此影响，雨季河水也具有较高的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值。地下水 4 月 δD 和 $\delta^{18}O$ 值分别为 −80.8‰ ~ −70.51‰、−10.93‰ ~ −9.26‰，8 月分别为 −78.91‰ ~ −68.28‰、−10.54‰ ~ −9.11‰，11 月分别为 −79.80‰ ~ −76.47‰、−11.19‰ ~ −10.54‰。地下水 δD 和 $\delta^{18}O$ 值低于河水，由于补给来源较为稳定，氢氧同位素特征季节变化不明显。图 4 显示，沿着河水流向，不同时段河水 δD 和 $\delta^{18}O$ 值均呈现出下降趋势，同样为沿途接受了低 δD 和 $\delta^{18}O$ 值的地下水补给所致。沿河水流向，地下水氢氧同位素组分无明显变化规律。

由于缺少降雨同位素数据，采用前人建立的当地大气降雨线，方程为 $\delta D = 7.035\delta^{18}O - 1.057$[22]。从氢氧同位素关系图（图 5）可以看出，尽管不同时期地下水均沿着当地大气降雨线分布，但多位于降雨线左下端，且各时段地下水 δD 和 $\delta^{18}O$ 值均低于河水，指示地下水和河水可能具有不同的补给来源。研究区地处黄土高原，较多研究表明[23-24]，由于厚层包气带的影响，黄土高原地下水主要来自较早时期降水补给，现代降雨补给微弱，地下水同位素特征存在偏负现象。河水和支沟水均位于大气降雨线下方，且不同程度偏离，指示河水经历蒸发作用。另外，雨季河水 δD 和 $\delta^{18}O$ 值高于雨季前期和雨季后期，这是因为雨季降雨较为集中，河水对大气降雨响应迅速，接受了 δD 和 $\delta^{18}O$ 值较高的降雨补给，造成同位素富集。同时，河流为连续水体，下游同位素特征受到上游影响。马莲河上游位于半干旱气候区，蒸发较为强烈，导致河水重同位素富集，起点处河水 R01 样品具有最高的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值即为佐证。

3.3 地下水补给河水的时空变化

由于地下水组分存在空间变异，上段、中段和下段地下水端元分别取各段采集的地下水样品 Cl^-、*EC* 和 ^{18}O 均值，模型所需各参数确定如下：马莲河初始流量 Q_1 和支沟补给量分别取自庆阳、板桥、新宁水文站取样期间监测数据，河流蒸发强度取 4.90 mm · d^{-1}，河流断面宽度 *W* 为每段实测值 19.62 ~ 48.10 m，河水 Cl^-、*EC* 和 ^{18}O 初始值分别为 R01 样品测试结果。

通过对比 R02 ~ R15 取样点各指标模拟值和实测值判别模型评价精度，图 6 显示了各取样点 Cl^-、*EC* 和 ^{18}O 值模拟值和实测值拟合程度。可以看出，各样品均沿着1∶1线分布，表明拟合效果较好。其

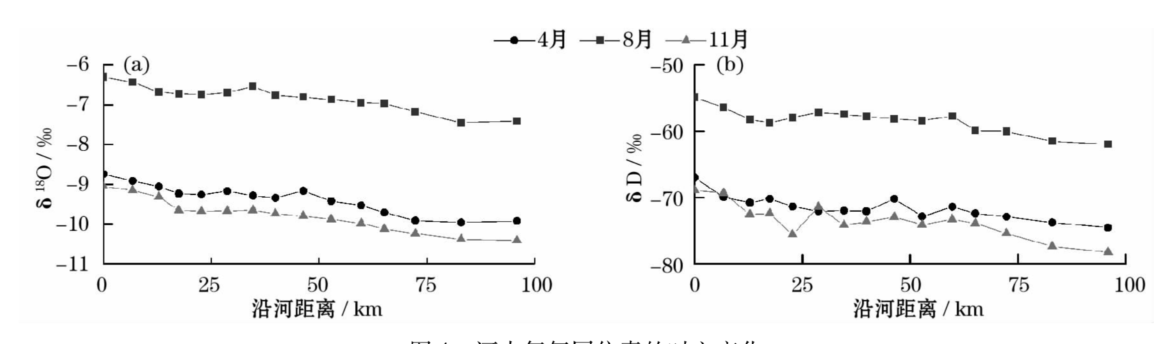


图 4 河水氢氧同位素的时空变化

Fig. 4 Spatial and seasonal variations of hydrogen and oxygen isotopes in river water

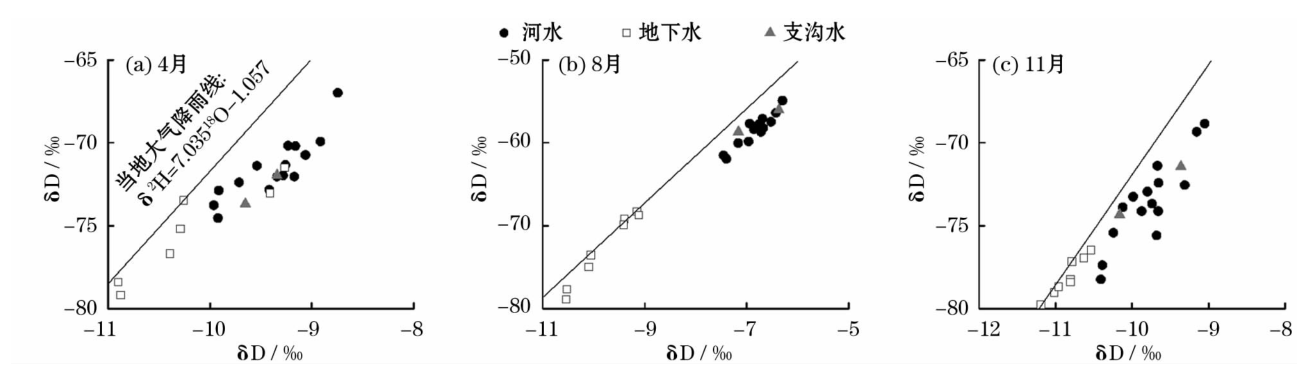


图 5 不同时段水体氢氧同位素关系

Fig. 5 Plots of δD versus $\delta^{18}O$ during three periods

中雨季前期、雨季和雨季后期 Cl^- 质量浓度模拟值和实测值相对误差分别为0.02% ~5.46%，0.05% ~7.35%和0.28% ~4.09%，*EC* 模拟值和实测值相对误差分别为1.20% ~12.99%，0.57% ~11.26%和0.01% ~7.11%，^{18}O 模拟值和实测值相对误差分别为0.06% ~2.63%，0.06% ~3.78%和0.20% ~3.80%，各时段大多数样品模拟值和实测值相对误差低于5%。另外，利用马莲河干流宁县、雨落坪水文站同期监测流量和模拟流量对比发现(图7b)，雨季前期宁县站、雨落坪站模拟流量相对误差分别为7.49%和1.85%，雨季相对误差分别为3.05%和1.57%，雨季后期相对误差分别为4.91%和14.59%。对比各取样点 Cl^-、*EC* 和 ^{18}O 值模拟值和实测值、水文站模拟流量和监测流量，显示相对误差较小，表明评价结果具有可信性。这也说明多方法联合示踪可作为定量评价地下水补给河水的一种有效手段。该方法基于质量守恒原理，通过沿河取样可精准识别短时间尺度地下水排泄位置和单宽排泄量，在水文监测资料较少的流域具有应用优势。

根据模拟结果(图7)，雨季前期、雨季和雨季后期地下水单宽排泄量分别为0 ~10.6 $m^2 \cdot d^{-1}$、0 ~8.4 $m^2 \cdot d^{-1}$、0 ~12.9 $m^2 \cdot d^{-1}$，整个下游地下水累计排泄量分别为4.51 $m^3 \cdot s^{-1}$、2.71 $m^3 \cdot s^{-1}$、5.10 $m^3 \cdot s^{-1}$。地下水排泄存在空间变异，上段(R01 ~R04)雨季前期、雨季和雨季后期地下水单宽排泄量分别为6.1 ~10.6 $m^2 \cdot d^{-1}$、1.5 ~5.3 $m^2 \cdot d^{-1}$、3.9 ~12.9 $m^2 \cdot d^{-1}$，排泄量分别占地下水总排泄量的39%，23.8%，35.3%；中段(R04 ~R11)段单宽排泄量较低，该段河流长度占下游河流总长度的44.2%，不同时段地下水排泄量仅占总排泄量的4.9% ~13.8%；下段(R11 ~R14)为地下水强排泄段，雨季前期、雨季和雨季后期地下水单宽排泄量分别为7.1 ~13.0 $m^2 \cdot d^{-1}$、1.3 ~8.4 $m^2 \cdot d^{-1}$、7.1 ~11.1 $m^2 \cdot d^{-1}$，排泄量分别占地下水总排泄量的56.1%，62.3%，39.9%。R14 ~R15段地下水排泄极为微弱，不同时段单宽排泄量0 ~3.9 $m^2 \cdot d^{-1}$。各时段模拟河水流量及基流比例沿途均呈增加趋势(图7b，图8)，仅在地下水弱排泄段受蒸发影响而略有降低。

地下水排泄同样存在季节变化，雨季地下水单宽排泄量显著降低(图7a)，雨季前期和后期变化不大。图8显示，整个下游河水中基流比例在雨季前

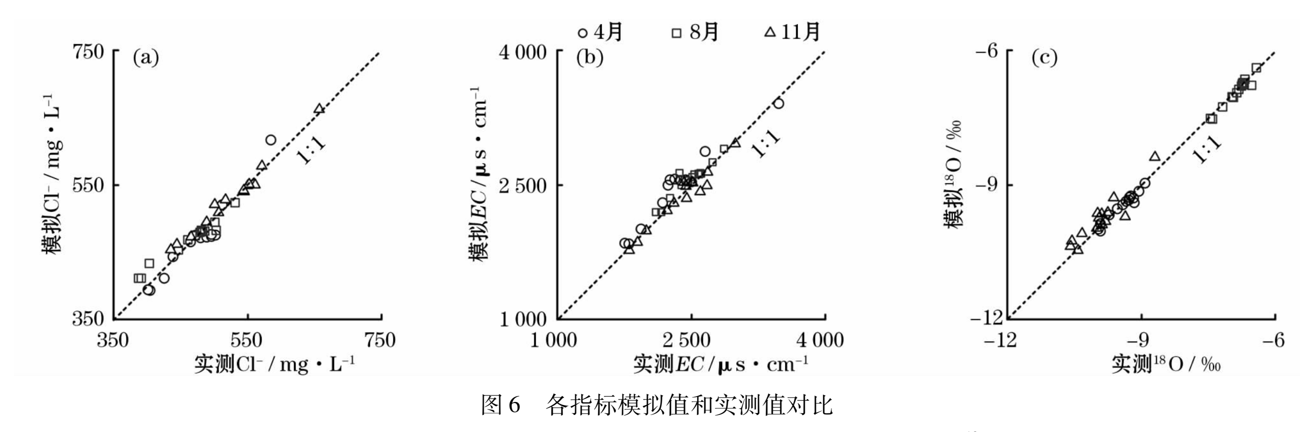


图6 各指标模拟值和实测值对比

Fig. 6 Comparison of modeling results and field measurements for Cl^-, *EC* and ^{18}O in river water

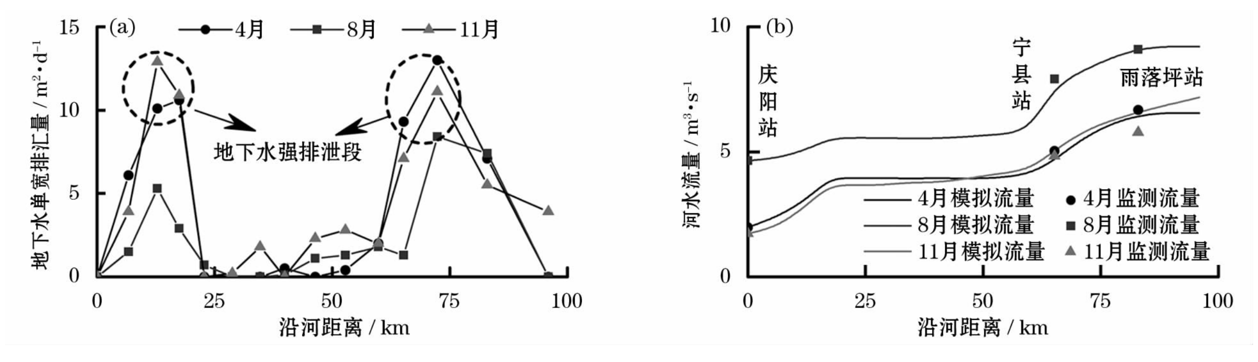


图7 模拟地下水单宽排泄量和河水流量的时空变化

Fig. 7 Spatial and seasonal variations of modeled groundwater inflow rates and river discharge

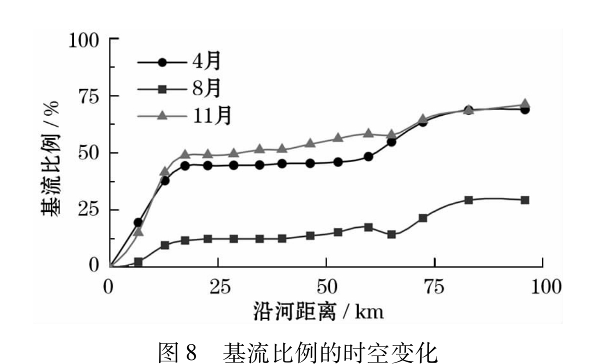


图 8 基流比例的时空变化

Fig. 8 Spatial and seasonal variations of the ratios of baseflow in total river discharge

期和后期分别为 68.9%、71.2%，雨季这一比例将至 29.4%。尽管雨季河水流量增加明显，但地下水总排泄量降低，河水流量的增加主要来自上游和支沟补给。这是因为相对于河流对降雨的迅速响应，地下水响应存在滞后。雨季河水水位增高较快，而地下水水位则相对稳定，导致含水层—河流之间水力梯度降低，在其他条件不变情况下，地下水对河水的补给量也随之减少。研究还发现，尽管不同时段地下水单宽排泄量变化较大，但其空间变化规律较稳定，强排泄段位置未发生改变。这是由于地下水补给河水主要由含水层分布、地下水动力场和河床渗透系数等因素决定，而这些因素随时间变化较小。

地下水补给河水的空间变化和研究区地质、水文地质条件有关。马莲河下游上段和下段均穿越黄土残塬，含水层切割强烈，地下水水力梯度高，排泄量大。中段马莲河两侧地形较为平坦，含水层切割较弱，地下水水力梯度低，排泄量小。另一方面，河床岩性也有影响，在砂岩分布区河床渗透系数较大，有利于地下水补给河水，而在泥质分布区河床渗透系数较低，地下水和河水水力联系较弱。

地表水和地下水转化的定量评价是水文学领域的研究难点[25]，理论上通过断面测流可以精确评价河水和地下水的转化过程，但在实际中难以实现。本次研究通过利用水化学和同位素多方法联合示踪，评价了马莲河流域地下水补给河水的时空变化，并通过和实测流量、实测河水指标对比，证明了该方法具有可信性。但限于含水层—河水的非均质性和模型概化等因素影响，评价结果存在不确定性。首先，地下水端元的代表性，地下水各组分在水平向和垂向上存在空间变异，如何获取排泄区的地下水样品成为难点[26]。

本次研究中以各段采集的地下水样品 Cl^-、*EC* 和 ^{18}O 均值作为上段、中段和下段地下水端元，存在一定的误差。其次，河水的取样密度也会影响评价结果，取样密度越大越能准确刻画地下水补给河水的空间变化。下一步研究中，应根据河水水化学和同位素指标的变化特征优化取样工作。

4 结 论

（1）马莲河水 *EC* 值 1 705.4 ~ 3 123.6 μs · cm^{-1}，Cl^- 质量浓度 387.2 ~ 707.4 mg · L^{-1}，沿着流向呈降低趋势。季节变化明显，雨季后期最高、雨季前期其次、雨季最低。地下水 *EC* 值 409.6 ~ 1 696.8 μs · cm^{-1}，Cl^- 质量浓度 115.9 ~ 256.0 mg · L^{-1}，均低于河水，季节变化不明显。

（2）不同时段河水 δD 和 $\delta^{18}O$ 值沿着流向呈现出下降趋势，雨季河水接受 δD 和 $\delta^{18}O$ 值较高的降雨补给，重同位素富集，雨季后期降低。地下水 δD 和 $\delta^{18}O$ 值低于河水，无明显季节变化规律。

（3）地下水单宽排泄量存在时空变化，上段和下段为地下水强排泄区，雨季前期、雨季和雨季后期地下水排泄量分别占总排泄量的 95.1%、86.1% 和 75.2%。中段地下水排泄较弱。雨季地下水单宽排泄量明显降低，河水中基流比例在雨季前期和后期分别为 68.9% 和 71.2%，雨季降至 29.4%。

参考文献(References)

[1] 王文科，李俊亭，王钊，等. 河流与地下水关系的演化及若干科学问题[J]. 吉林大学学报(地球科学版)，2007，37(2)：231－238. [WANG Wenke, LI Junting, WANG Zhao, et al. Evolution of the relationship between river and groundwater and several scientific problems [J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition)，2007，37(2)：231－238.]

[2] ORTEGA L, MANZANO M, CUSTODIO E, et al. Using ^{222}Rn to identify and quantify groundwater inflows to the Mundo River (SE Spain)[J]. Chemical Geology，2015，395：67－79.

[3] 王文科，宫程程，张在勇，等. 旱区地下水文与生态效应研究现状与展望[J]. 地球科学进展，2018，33(7)：702－718. [WANG Wenke, GONG Chengcheng, ZHANG Zaiyong, et al. Research status and prospect of the subsurface hydrology and ecological effect in arid regions[J]. Advance in Earth Science，2018，33(7)：702－718.]

[4] 王彩霞，张杰，董志文，等. 基于氢氧同位素和水化学的祁连山老虎沟冰川区径流过程分析[J]. 干旱区地理，2015，38(5)：927－935. [WANG Caixia, ZHANG Jie, DONG Zhiwen, et al. Glacier meltwater runoff process analysis on δD 和 $\delta^{18}O$ isotope and chemistry in the Laohugou glacier basin of the Qilian Mountains[J]. Arid Land Geography，2015，38(5)：927－935.]

[5] 张兵,宋献方,张应华,等. 第二松花江流域地表水与地下水相互关系[J]. 水科学进展,2014,25(3):336-347. [ZHANG Bing, SONG Xianfang, ZHANG Yinghua, et al. Relationship between surface water and groundwater in the second Songhua River Basin[J]. Advance in Water Science,2014,25(3):336-347.]

[6] 文广超,王文科,段磊,等. 基于水化学和稳定同位素定量评价巴音河流域地表水和地下水转化关系[J]. 干旱区地理,2018,41(4):734-743. [WEN Guangchao, WANG Wenke, DUAN Lei, et al. Quantitatively evaluating exchanging relationship between river water and groundwater in Bayin River Basin of northwest China using hydrochemistry and stable isotope[J]. Arid Land Geography,2018,41(4):734-743.]

[7] YANG Z, ZHOU Y X, CHEN W, et al. A multi-method approach to quantify groundwater/surface water interactions in the semi-arid Hailiutu River Basin, northwest China[J]. Hydrogeology Journal, 2014,22(3):527-541.

[8] 姜海宁,谷洪彪,迟宝明,等. 新疆昭苏—特克斯盆地地表水与地下水转化关系研究[J]. 干旱区地理,2016,39(5):1078-1088. [JIANG Haining, GU Hongbiao, CHI Baoming, et al. Interaction relationship between surface water and groundwater in Zhaosu-Tekes Basin, Xinjiang Uygur Autonomous Region, China[J]. Arid Land Geography,2016,39(5):1078-1088.]

[9] COOK P G. Estimating groundwater discharge to rivers from river chemistry surveys[J]. Hydrological Processes,2013,27(25):3694-3707.

[10] LEFEBVRE K, BARBECOT F, LAROCQUE M, et al. Combining isotopic tracers (^{222}Rn and δ^{13}C) for improved modeling of groundwater discharge to small rivers[J]. Hydrological Processes,2015, 29(12):2814-2822.

[11] YU M L, CARTWRIGHT I, BRADEN J L, et al. Examining the spatial and temporal variation of groundwater inflows to a valley to flood plain river using ^{222}Rn, geochemistry and river discharge: The Ovens River, Southeast Australia[J]. Hydrology & Earth System Sciences,2013,17(12):4907-4924.

[12] 苏小四,万玉玉,董维红,等. 马莲河河水与地下水的相互关系:水化学和同位素证据[J]. 吉林大学学报(地球科学版),2009, 39(6):1087-1094. [SU Xiaosi, WAN Yuyu, DONG Weihong, et al. Hydraulic relationship between Malian River and groundwater: Hydrogeochemical and isotopic evidences[J]. Journal of Jilin University(Earth Science Edition),2009,39(6):1087-1094.]

[13] 侯光才,尹立河,苏小四,等. 鄂尔多斯白垩系盆地地下水流动系统驻点的理论与实际意义[J]. 水文地质工程地质,2013,40(1):19-23. [HOU Guangcai, YIN Lihe, SU Xiaosi, et al. Theoretical and practical meaning of stagnant points of groundwater flow system in the Cretaceous basin of Ordos basin[J]. Hydrogeology & Engineering Geology,2013,40(1):19-23.]

[14] 卢龙彬,付强,黄金柏. 黄土高原北部水蚀风蚀交错区产流条件及径流系数[J]. 水土保持研究,2013,20(3):17-23. [LU Longbin, FU Qiang, HUANG Jinbai. Runoff conditions and runoff coefficient of the wind-water erosion crisscross region on the northern Loess Plateau[J]. Research of Soil and Water Reservation, 2013,20(3):17-23.]

[15] 陈静生,王飞越,何大伟. 黄河水质地球化学[J]. 地学前缘, 2006,13(1):58-73. [CHEN Jingsheng, WANG Feiyue, HE Dawei. Geochemistry of water quality of the Yellow River Basin[J]. Earth Science Frontiers,2006,13(1):58-73.]

[16] 陈静生,王飞越,夏星辉. 长江水质地球化学[J]. 地学前缘, 2006,13(1):74-85. [CHEN Jingsheng, WANG Feiyue, XIA Xinghui. Geochemistry of water quality of the Yangtze River Basin [J]. Earth Science Frontiers,2006,13(1):74-85.]

[17] 陈静生,何大伟. 珠江水系河水主要离子化学特征及成因[J]. 北京大学学报(自然科学版),1999,35(6):786-793. [CHEN Jingsheng, HE Dawei. Chemical characteristics and genesis of major ions in the Pearl River Basin[J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis,1999,35(6):786-793.]

[18] 解建仓,张建龙,朱记伟,等. 马莲河苦咸水来源分析及治理方案[J]. 资源科学,2011,33(1):77-85. [XIE Jiancang, ZHANG Jianlong, ZHU Jiwei, et al. Analysis of brackish water sources and treatment plan in the Malian River[J]. Resources Science,2011, 33(1):77-85.]

[19] 郭巧玲,熊新芝,姜景瑞. 窟野河流域地表水—地下水的水化学特征[J]. 环境化学,2016,35(7):1372-1380. [GUO Qiaoling, XIONG Xinzhi, JIANG Jingrui. Hydrochemical characteristics of surface and ground water in the Kuye River Basin[J]. Environmental Chemistry,2016,35(7):1372-1380.]

[20] 黄锦忠,谭红兵,王若安,等. 我国西北地区多年降水的氢氧同位素分布特征研究[J]. 水文,2015,35(1):33-39. [HUANG Jinzhong, TAN Hongbing, WANG Ruoan, et al. Hydrogen and oxygen isotopic analysis of perennial meteoric water in northwest China [J]. Journal of China Hydrology,2015,35(1):33-39.]

[21] 贺强,孙从建,吴丽娜,等. 基于 GNIP 的黄土高原区大气降水同位素特征研究[J]. 水文,2018,38(1):58-66. [HE Qiang, SUN Congjian, WU Lina, et al. Study on isotopic characteristics of atmospheric precipitation in Loess Plateau based on GNIP[J]. Journal of China hydrology,2018,38(1):58-66.]

[22] 刘心彪,周斌,魏玉涛. 基于环境同位素的陇东盆地地下水分析[J]. 干旱区研究,2009,26(6):804-810. [LIU Xinbiao, ZHOU Bin, WEI Yutao. Analysis on groundwater based on environmental isotopes in the Longdong Basin[J]. Arid Zone Research, 2009,26(6):804-810.]

[23] 潘峰,张清寰,何建华. 甘肃董志塬地区第四系地下水补给环境与水化学特征演化[J]. 干旱区地理,2014,37(1):9-18. [PAN Feng, ZHANG Qinghuan, HE Jianhua. Groundwater recharge environment and geochemistry evolution of the Quaternary aquifer in the Dunzhiyuan region, Gansu Province[J]. Arid Land Geography,2014,37(1):9-18.]

[24] LI Z, CHEN X, LIU W, et al. Determination of groundwater recharge mechanism in the deep loessial unsaturated zone by environmental tracers[J]. Science of the Total Environment, 2017, 586:827-835.

[25] CARTWRIGHT I, GILFEDDER B. Mapping and quantifying groundwater inflows to Deep Creek (Maribyrnong catchment, SE Australia) using ^{222}Rn, implications for protecting groundwater dependant ecosystems[J]. Applied Geochemistry, 2015, 52: 118 – 129.

[26] GUA A, GRASBY S, MAYER B. Influence of saline groundwater discharge on river water chemistry in the Athabasca oil sands region: A chloride stable isotope and mass balance approach[J]. Applied Geochemistry, 2018, 89: 75 – 85.

Quantifications of spatial and temporal variations in groundwater discharge into a river using hydrochemical and isotopic tracers

WANG Yu-shan[1], GUO Yuan[2], ZHOU Yin-zhu[1], LI Shu[1], WANG Qian[1]

(1 *Center for Hydrogeology and Environmental Geology Survey, China Geological Survey, Baoding* 071051, *Hebei, China*;
2 *Baoding Geological Engineering Exploration Institute, Baoding* 071000, *Hebei, China*)

Abstract: The Malian River, located in the southwestern portion of the Ordos Basin, Inner Mongolia, China, is a secondary tributary of the middle reaches of the Yellow River. It has experienced mounting pressure from exploration and utilization of water resources, so the area has been facing serious water shortages and deterioration of water quality. Finding accurate ways to quantify groundwater discharge to the river is critical for protecting and managing the water resources in the area. To study the spatial and temporal variations of groundwater recharge, we collected 75 samples of surface water and groundwater in the stretch of the river downstream of the Malian River during pre-monsoon, monsoon, and post-monsoon seasons. A multi-tracer mass balance approach was applied to identify the location, amount, and seasonal variations of groundwater discharge. We used Cl^- concentrations and electrical conductivity in conjunction with oxygen and hydrogen isotopes. We observed general decreases in Cl^- concentrations (387.20 – 707.42 mg · L^{-1}) and *EC* (1 705.40 – 3 123.60 μs · cm^{-1}), as well as $\delta^{18}O$ (– 10.41‰ – – 6.30‰) and δD values (– 78.25‰ – – 54.88‰) as we moved downstream. The Cl^- concentrations and *EC* values reached their minimum values during the monsoon season, when $\delta^{18}O$ and δD values peaked. All of the tracers had lower concentrations or isotope ratios in the groundwater than they did in the river water. Groundwater values included Cl^- concentrations (115.92 – 255.96 mg · L^{-1}), *EC* (409.58 – 196.84 μs · cm^{-1}), $\delta^{18}O$ (– 11.19‰ – – 9.11‰), and δD (– 79.80‰ – – 68.28‰). No evident spatial or temporal variations in groundwater tracers were observed. All the groundwater samples had δD and $\delta^{18}O$ values close to the Local Meteoric Water Line, indicating that groundwater was recharged by precipitation and experienced limited evaporation. The river water was generally more enriched in δD and $\delta^{18}O$, which may have resulted from evaporation. Groundwater discharge rates varied spatially and temporally. Groundwater in the upper and lower segments had much higher discharge rates (accounting for 72.20% – 95.07% of the total) than that in middle segment. The percentage of base flow in the river discharge was 68.89% during the pre-monsoon and 71.19% during the post-monsoon season. Groundwater inflows decreased sharply during monsoon season, with the ratio of base flow only accounting for 29.43% of the total river discharge. In general, the seasonal variations in groundwater discharge to the river were pronounced, while spatial variation was not evident. The extent of interactions between river water and groundwater was mainly dominated by the geological and hydrogeological settings and conditions, such as the aquifer thickness, water hydraulic gradient, and riverbed permeability, so no spatial variations related to the stable conditions in the downstream direction were evident. Uncertainties remain in the model. However, when used correctly, a multi-tracer method can be applied to provide detailed information on the spatial distribution of groundwater discharge, especially in gaining rivers. This study could provide a theoretical basis and technical support for better understanding the interactions between river water and groundwater, as well as the sustainable development of water resources and ecological and environmental protection.

Key words: groundwater discharge to river; quantification; spatial and temporal variations; model; the Malian River